

赵一, 邹胜章, 申豪勇, 等. 会仙湿地岩溶地下水系统水位动态特征与均衡分析[J]. 中国岩溶, 2021, 40(2): 325-333.
DOI: 10. 11932/karst2021y19

会仙湿地岩溶地下水系统水位动态特征与均衡分析

赵一, 邹胜章, 申豪勇, 周长松, 樊连杰, 朱丹尼, 李军

(中国地质科学院岩溶地质研究所/自然资源部、广西岩溶动力学重点实验室, 广西 桂林 541004)

摘要: 会仙湿地为中国最大的岩溶湿地, 近半个世纪, 由于人类不合理的开发利用, 会仙湿地水域已严重萎缩, 开展会仙湿地地下水动态和水均衡的研究, 对维持湿地生态功能、湿地水资源管理和湿地保护等方面有极其重要的意义。根据会仙湿地的水文地质条件, 将会仙湿地划分为两个地下水系统, 即马面狮子岩地下河系统和睦洞河(湖)分散排泄系统, 并分别分析了两个地下水系统的补给、径流、排泄特征和地下水动态特征, 最后对两个地下水系统进行了地下水均衡计算。结果表明: 会仙湿地水位波动受降雨影响明显, 各监测点水位变幅不均且水位对降雨响应时间不一致。会仙湿地地下水系统的蓄存量为 -6.19 万 m^3 , 为负均衡, 这与均衡期后期干旱有关; 会仙湿地岩溶地下水主要补给来源为大气降水入渗, 主要排泄方式为潜水径流和蒸发, 其系统具有一定的储水调蓄功能, 但调蓄能力有限。要长期维护会仙湿地的生态功能, 应加强其调蓄能力, 可从减少湿地蒸散发量和开采利用量入手, 配合湿地生态环境恢复重建, 提高水源涵养能力, 使湿地水位维持在一个稳定的变化区间内。

关键词: 会仙湿地; 岩溶地下水; 补径排特征; 水均衡

中图分类号: P641.2 **文献标识码:** A

文章编号: 1001-4810(2021)02-0325-09 **开放科学(资源服务)标识码(OSID):**



0 引言

会仙湿地位于全球三大岩溶集中分布区之一的东亚岩溶区的核心地带, 属典型的岩溶峰林平原地貌, 是中国最大的岩溶湿地, 被誉为“漓江之肾”。岩溶湿地作为一种独特的湿地类型, 属于地下水湿地系统^[1]。近半个世纪以来, 由于受到自然因素和人类活动的影响, 以及缺乏对水资源和湿地的管理, 导致会仙湿地核心区水面萎缩, 环境恶化问题严重, 已经濒临消亡的边缘^[2-3]。

地下水是湿地系统的重要组成部分, 对湿地生态系统起着决定性作用^[4]。湿地的地下水动态特征制约着湿地环境的物理、化学和生物特征, 从而影响湿地的结构、功能与类型分异等, 是湿地形成、发育

和演化最重要的驱动机制^[5-6]。湿地地下水均衡是地下水水文过程的综合, 建立水文要素之间定性、定量的关系, 是分析和了解湿地地下水时空变化规律等的重要方法^[7-8]。湿地地下水动态与均衡之间存在着互为因果的紧密联系, 地下水均衡是导致动态变化的原因, 而动态变化是地下水均衡的外部表现, 两者均与湿地演化息息相关。因而开展会仙湿地地下水动态和水均衡的研究, 在维持湿地生态功能、管理湿地水资源等方面有极其重要的意义。

1 研究区概况

会仙湿地核心区北部、西部和东部的地表、地下分水岭基本一致, 潜水含水层底部为岩溶发育较弱的下石炭统岩关组地层, 均可视为零通量边界, 南部

基金项目: 国家研发计划课题(2017YFC0406104); 国家研发计划课题(2016YFC0502502); 自然资源部地质调查项目(DD20190334, DD20190825)

第一作者简介: 赵一(1989-), 男, 硕士, 助理研究员, 研究方向为环境水文地质。E-mail: zhaoyi@karst.ac.cn。

通信作者: 邹胜章(1969-), 男, 博士, 研究员, 研究方向为环境水文地质。E-mail: zshzh@karst.ac.cn。

收稿日期: 2020-03-10

边界为古桂柳运河,作为地下水分散排泄边界。

在会仙湿地核心区的中部狮子岩处,受到逆断层和地形的影响,形成地表、地下的双重分水岭。以

此为中心又可将湿地核心区划分为两个子系统——马面狮子岩地下河系统和睦洞河(湖)分散排泄系统(图1)。

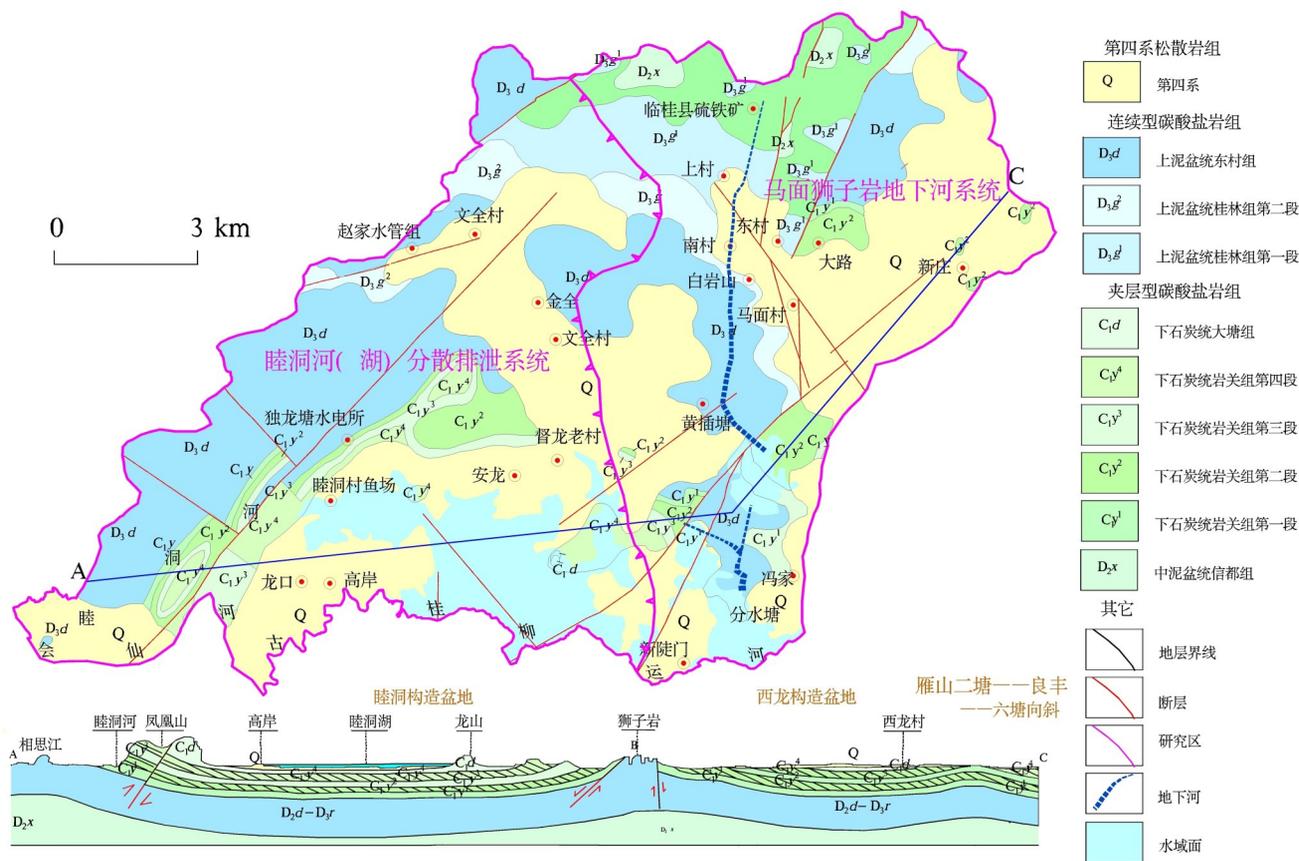


图1 会仙湿地地层、水系分布和剖面构造示意图

Fig. 1 Schematic diagram of stratum, water system distribution and section structure of Huixian wetland

2 研究方法

为查明地下水的补径排关系以及动态特征,本次监测站布设遵循全局布控、兼顾重点的原则^[9],在会仙湿地核心区共建立11处地表水、地下水水位流量监测站。利用自动水位计levellogger对水位进行实时监测,设置每30 min记录一次,同步观测的时段为2018年9月21日-2019年9月20日;并用RTK对各监测站进行标高测定,使研究区各测量点水位高程精度达到厘米级。各监测站性质见表1。

3 结果与讨论

3.1 地下水补径排特征

地下水水位是表征湿地地下水接受补给或向下

表1 各监测站信息

Table 1 Outline of monitoring stations

系区	观测站编号	地理位置	观测站性质	监测内容
马面狮子岩地下河系统	HX01	上村	大口井	水位
	HX02	马面村	大口井	水位
	HX03	黄插塘村	大口井	水位
	HX04	冯家村	地下河出口	水位流量
	HX05	分水塘	地表水	水位
睦洞河(湖)分散排泄系统	HX06	文全村	大口井	水位
	HX07	安龙村	大口井	水位
	HX08	督龙湖	大口井	水位
	HX09	督龙湖	地表水	水位
	HX10	睦洞河中游	地表水	水位
	HX11	睦洞河下游	地表水	水位流量

排泄状况的动态指标^[10]。根据监测站高程测量结果和水位监测资料(表 2),在马面狮子岩地下河系统中,水位高程由高到低依次为 HX01>HX02>HX03>HX04>HX05;在睦洞河(湖)分散排泄系统中,水位高程由高到低依次为 HX06>HX07>HX08>HX09>HX010,据此可绘制出会仙湿地核心区的地下水流向(图 2)。总体上研究区大部分地下水受区域地形和构造的控制,由北向南方向径流,两个系统均是地下水补给南部湿地湖泊区地表水。

马面狮子岩地下河系统发育有一条地下河,其

发源于马面以上村西北的岩溶峰丛山区,其中 HX01 位于补给区, HX02、HX03 位于补给径流区,该系统地下水整体向地下河汇集,于八仙湖流出地表,形成地表湖泊,后于狮子岩以北山角再次进入地下,于地下河出口 HX04 集中排泄,后汇入分水塘(HX05)。

睦洞河(湖)分散排泄系统北部的岩溶地下水是南部湖泊湿地的主要补给源,其中 HX06 位于补给区, HX07、HX08 位于补给径流区,该系统地下水以裂隙流形式自北向南于睦洞河(湖)分散排泄(HX09、HX10),最终通过睦洞河总出口 HX11 排入相思江。

表 2 各监测站水位信息(单位:m)

Table 2 Water level data of monitoring stations (unit: m)

系统	监测站编号	水位平均值	标准偏差	最小值	最大值	水位最大变幅	井口高程	水位平均埋深
马面狮子岩地下河系统	HX01	154.529 7	0.416 2	153.608 6	155.500 7	1.892 1	155.553 2	1.023 5
	HX02	150.658 9	0.354 7	149.824 1	151.526 6	1.702 5	152.220 3	1.561 1
	HX03	150.021 9	0.351 3	149.216 0	150.916 6	1.700 6	151.059 9	1.038
	HX04	148.690 9	0.306 7	147.844 6	150.647 6	2.803 0	—	—
	HX05	148.517 4	0.292 2	147.735 5	149.916 0	2.180 5	—	—
睦洞河(湖)分散排泄系统	HX06	152.518 3	0.289 5	151.626 2	153.433 5	1.807 3	153.610 7	1.092 4
	HX07	148.935 3	0.297 0	148.131 7	149.817 7	1.686 0	150.314 4	1.379 1
	HX08	148.797 9	0.211 6	148.086 4	149.796 8	1.710 4	149.825 8	1.027 9
	HX09	148.182 0	0.238 2	147.471 7	149.932 3	2.460 6	—	—
	HX10	147.979 2	0.331 2	147.287 9	149.833 3	2.545 4	—	—
	HX11	144.739 4	1.045 0	143.703 3	149.395 8	5.692 5	—	—



图 2 等水位线及流场示意图

Fig. 2 Contours of water level and sketch of flow field

3.2 地下水水位动态特征

根据近1年的监测结果,绘制出两个系统的地下

水、地表水水位及降雨的年内动态变化曲线(图3,图4),由图可知如下特征:

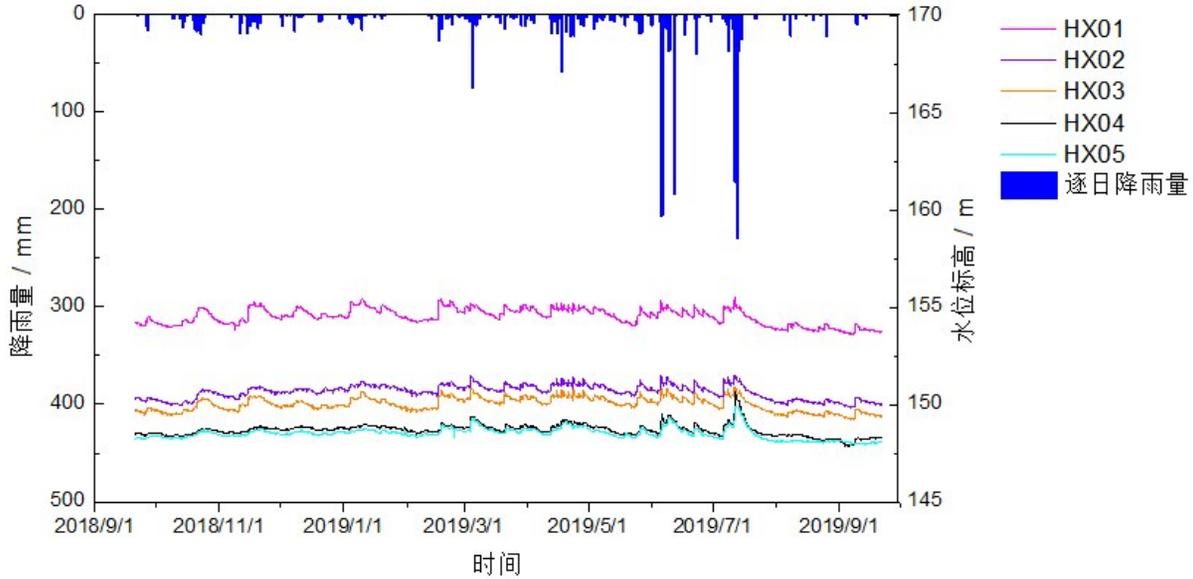


图3 马面狮子岩地下河系区降雨—地下水—地表水年内动态变化曲线

Fig. 3 Dynamic curve of rainfall-groundwater-surface water during one year of the Mamianshiziyan underground river system

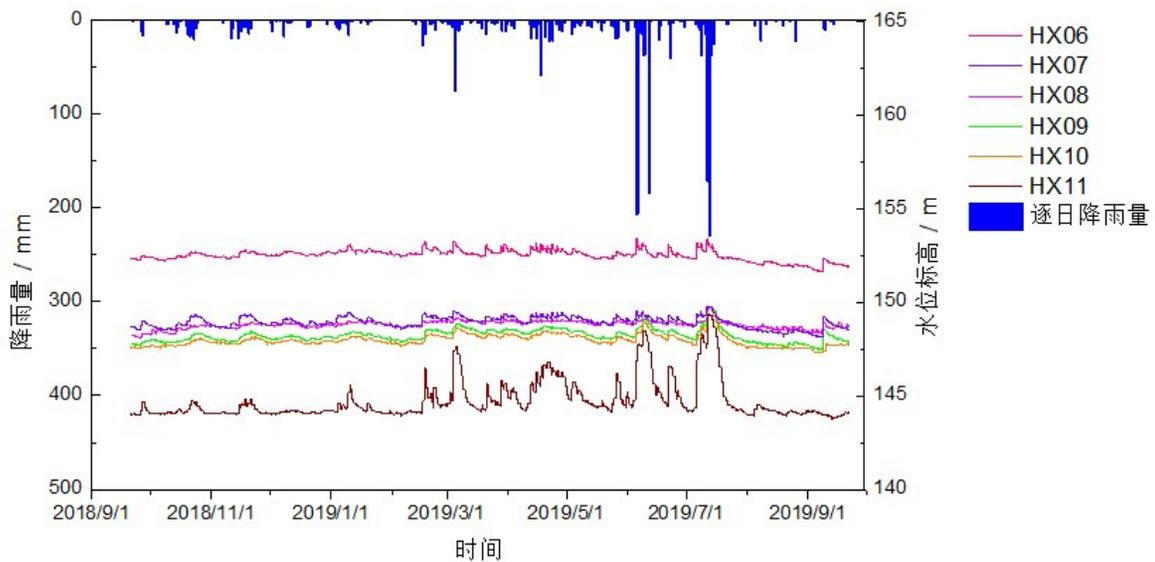


图4 睦洞河(湖)分散排泄系统降雨—地下水—地表水年内动态变化曲线

Fig. 4 Dynamic curve of rainfall-groundwater-surface water during one year of the Mudong river (lake) dispersed excretion system

(1)水位波动受降雨影响明显 研究区内各监测点水位曲线均随降雨呈现由多个小的峰、谷组成的复合峰谷形态,体现出大气降水为主要的补给来源。将各监测点水位日增量和降水日累积量进行Pearson相关分析后发现(表3),各监测点水位日增量

与降水日累积量均在0.01水平上呈显著正相关。

受降雨的影响,不同季节的地下水水位高度具有一定差异:平枯季节(9月至次年2月)地下水水位相对较低,而雨季(3月至8月)地下水水位相对较高。此外,降雨的频率和强度亦对地下水水位有一

表3 各监测点水位日增量和降水日累积量相关分析
Table 3 Correlation analysis of water level increment and precipitation

系统	马面狮子岩地下河系统					睦洞河(湖)分散排泄系统					
监测站编号	HX01	HX02	HX03	HX04	HX05	HX06	HX07	HX08	HX09	HX10	HX11
Pearson 相关系数	0.27**	0.42**	0.41**	0.58**	0.53**	0.38**	0.40**	0.46**	0.49**	0.57**	0.48**

注:**表示在0.01水平上显著相关。

定影响:密集的降水对水位的扰动较小,维持着水位稳定,而分散不均的降水对水位扰动较大;强降水过程中湿地水位的波动幅度大于弱降雨过程,水位高度决定湿地内部水流形式,高水位时水流较快,水位下降较快,而低水位时水流较慢,水位下降亦较慢^[11-12]。在2019年7月中旬连续高强度暴雨,会仙湿地排泄不畅,造成排泄区大部分被淹,随后一个月持续干旱,至9月上旬最枯时所有河道均出现断流,水位波动最为明显,影响到湿地生态系统的结构稳定性。

(2)水位变幅不均 受下垫面含水介质、补给条件以及过水断面等的影响,不同地点水位年内变幅亦有较大差异^[13-15]。补给区靠近峰林区,入渗条件较好,无雨时补给有限,地下水位(HX01,HX06)年内变幅和标准偏差均较大;排泄区湖泊水位(HX05、HX09)由于本身具有一定的调蓄作用,并受到地下水的稳定补给,标准偏差较小,稳定性较好,年内变幅较大则是由于7月份最大暴雨时排泄不畅水位暴涨所致。最下游排泄点(HX11)则是由于断面狭窄,排泄不畅,标准偏差达到了1.045 m,最不稳定,暴雨时其由于位置最低,淹没最为严重,年内水位变幅达到了5.692 5 m,为研究区内最大。

(3)水位对降雨响应时间不一致 补给区地下水水位动态曲线其上升支较为陡立,水位到达峰值较为迅速,下降支较为平缓,如处于马面狮子岩地下河系统的监测点HX01、HX02和HX03,睦洞河分散排泄系统的监测点HX06和HX07。这表明降雨补给地下水速度快,而地下水径流蒸发速度较慢,体现出峰林平原区地下水系统具有一定的储水调蓄功能,与峰丛洼地区反映场雨变化的尖峰型过程曲线形成鲜明对比^[16-17]。由于峰林平原区地下水系统的调蓄作用,降雨结束后排泄区地表水仍不断受到岩溶地下水的补给,水位达到峰值时间较降雨峰值时间相对滞后,如马面狮子岩地下河系统的监测点HX04、

HX05,睦洞河分散排泄系统的监测点HX09、HX10。

3.3 会仙湿地核心区地下水均衡

3.3.1 均衡要素

地下水系统补给量包括大气降水入渗量、地表水入渗量、地下径流的流入量、越流补给量和人工补给量等;排泄量包括潜水蒸发量、地下水径流的流出量、人工排泄量、泉水的溢出量和越流流出量等。虽然地下水系统的补给量和排泄量涉及到很多方面,但对于特定均衡区,并不一定全部包括,在实际使用与计算时,为了简化计算,在进行可靠资料分析的基础上、不影响精度的情况下,可将一些次要因素忽略不计。由于研究区北部、西部和东部为地下分水岭,没有地下水的侧向补给,潜水含水层底部为岩溶发育较弱的下石炭统岩关组地层,故不考虑越流情况,可视为零通量边界^[18]。计算时段为一个水文年,各均衡要素如下:

(1)降雨入渗量 降雨入渗补给量计算公式为: $Q_{\text{降补}}=0.1 \cdot \alpha \cdot A \cdot P$ 。式中: $Q_{\text{降补}}$ 为降水入渗补给量,万 $\text{m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$; α 为降水入渗系数; A 为补给区面积, km^2 ; P 为降水量, mm 。

研究区大致可分为三个含水岩组,包括连续型碳酸盐岩含水岩组、夹层型不纯碳酸盐岩含水岩组和第四系松散岩类含水岩组,根据前人研究的入渗系数^[19],碳酸盐岩补给区降雨入渗系数为0.488,不纯碳酸盐岩补给区降雨入渗系数为0.287,第四系覆盖区入渗系数为0.163,统计研究区两个地下水系统入渗界面的岩性面积,结果见表4。计算得到马面狮子岩地下河系统降雨入渗系数为0.286,睦洞河(湖)分散排泄系统降雨入渗系数为0.302,均衡期降雨量为2 245.8 mm。根据上式计算得到马面狮子岩地下河补给量为1 253.13万 $\text{m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$,睦洞河(湖)分散排泄系统补给量为1 513.13万 $\text{m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ 。

表4 研究区地下水系统参数统计表
Table 4 Statistics of groundwater system parameters in the study area

系统	面积/km ²			合计
	第四系覆盖区	碳酸盐岩区	不纯碳酸盐岩区	
马面狮子岩地下河系统	9.64	5.88	3.99	19.51
睦洞河(湖)分散排泄系统	10.79	8.31	3.21	22.31

(2)河渠渗漏量 睦洞河(湖)分散排泄系统有一青狮潭西干渠,属于管制性补水渠道,农忙季节(4-10月)实际补水天数每月不足15 d,均衡期内补给总量为1 794.441万m³。根据数次对其上段和下段的测流结果,推算出其渗漏系数约为0.2,从而计算得到均衡期内补给地下水的量为358.9万m³。

(3)灌溉水入渗量 农渗灌溉是地下水补给的一项重要来源,根据对会仙湿地的农业遥感土地利用调查,马面狮子岩地下河系统的农灌面积为5.8 km²,睦洞河(湖)分散排泄系统的农灌面积为7.2 km²,农作物和果园的灌溉用水量为每亩每月40 m³,灌溉月份为4-9月,共6个月,灌溉水回渗补给量公式^[20]: $Q_{农灌回渗} = \beta \cdot Q_{引}$ 。其中: $Q_{农灌回渗}$ 为灌溉水回渗补给量,万m³·a⁻¹;β为灌溉回渗系数; $Q_{引}$ 为灌溉引水量,万m³·a⁻¹。

根据研究区土壤性质,灌溉回渗系数取0.2,计算得到马面狮子岩地下河系统灌溉用水补给量为208.80万m³·a⁻¹,入渗补给地下水的量为41.76万m³·a⁻¹,睦洞河(湖)分散排泄系统灌溉用水补给量为259.1987万m³·a⁻¹,入渗补给地下水的量为51.84万m³·a⁻¹。

(4)蒸发排泄量 影响潜水蒸发的因素主要有:气候因素、土壤、埋深和植被情况等。目前,国内外计算潜水蒸发量时,使用最广泛的经验公式是阿维扬诺夫公式^[21],其形式为: $\varepsilon_b = \varepsilon_0 \cdot (1-h/l)^n$ 。其中: h 为潜水平埋藏深度,m; l 为极限蒸发深度,m; n 为蒸发指数,多取1~3,考虑到会仙湿地包气带和气候情况,本次研究取2.5; ε_0 为水面蒸发强度,mm; ε_b 为裸地潜水蒸发强度,mm。

有研究认为,植被生长时的潜水蒸发强度与裸地潜水蒸发强度存在一定的规律^[22],可根据裸地时的潜水蒸发强度来确定有植被时的潜水蒸发强度,即 $\varepsilon_c = k_c \cdot \varepsilon_0$ 。其中: ε_c 为有植被时的蒸发强度,mm; k_c 为植被影响系数,无量纲,根据研究区植被覆盖与裸地蒸发对比试验,本次取值为1.2。

根据监测统计结果,马面狮子岩地下河系统和睦洞河(湖)分散排泄系统第四系平原区潜水位埋深均为1.2 m左右(表2)。根据研究区下垫面性质,极限蒸发深度取4 m,研究时段内水面蒸发强度为868.2 mm。根据MapGIS统计结果,马面狮子岩系统平原区面积为13.5 km²,睦洞河(湖)分散排泄系统平原区面积为14.4 km²,计算得到马面狮子岩地下河系统的潜水蒸发量为574.29万m³·a⁻¹,睦洞河(湖)分散排泄系统的潜水蒸发量为612.58万m³·a⁻¹。

(5)径流排泄量 马面狮子岩地下河系统地下水主要通过地下河出流,研究时段内的流量平均为203.2 L·s⁻¹,系统面积为19.51 km²,计算得到该地下水系统全年总径流量为640.811 52万m³。

基流对于揭示地表水和地下水的相互转化关系,有着重要的意义,能否从径流时间序列中准确地分割出基流将影响到水资源评价的精度^[23-25],督龙湖分散排泄系统地下水分散排泄后主要从睦洞河出流,本次采用数字滤波法对其进行基流分割(图5)。可得到全年地下水排泄量为1227.27万m³,占总出流量的35.5%。

(6)人工开采量 研究区内人工开采地下水主要为农村生活用水,9月份极旱时会抽取部分地下水进行灌溉。马面狮子岩地下河系统共8个村庄,约6 000人,按每人每年用水量50 m³计算得到抽水量为30万m³,农灌面积约为5.8 km²,9月份极旱灌溉抽水量约为50万m³,故本次计算按照该地下水系统抽取地下水量80万m³计算;睦洞河(湖)分散排泄系统有5个村庄,约4 000人,农灌面积约为7.2 km²,9月份极旱时灌溉抽水量约为70万m³,故本次计算按照该地下水系统抽取地下水量90万m³计算。

3.3.2 地下水均衡计算

地下水均衡计算是水资源管理与评价的重要组成部分,是指在任意时段内,地下水系统收入的水量与支出的水量之间的差额等于该时段系统内蓄水的

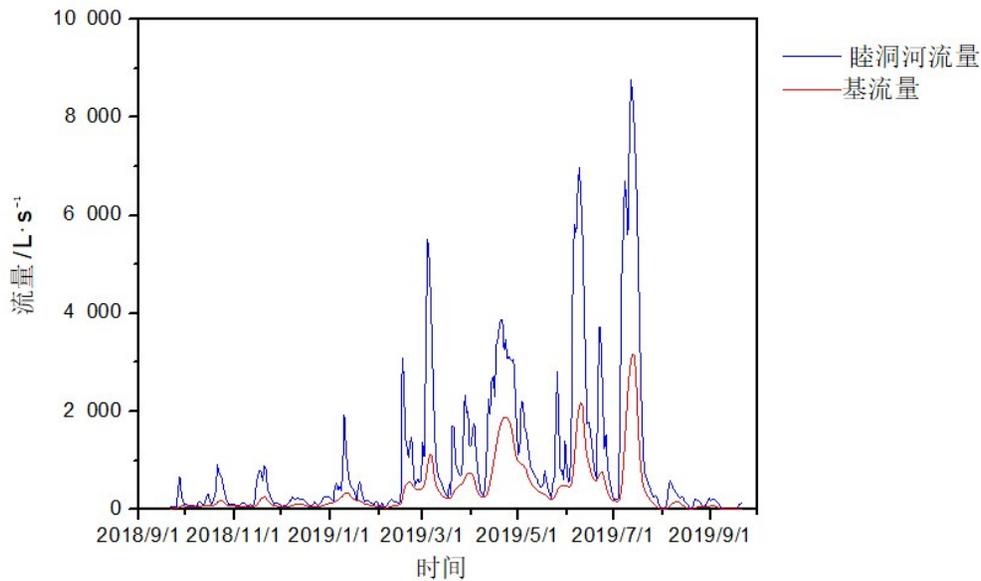


图 5 睦洞河基流分割示意图

Fig. 5 Schematic diagram of the division of the base flow of the Mudong river

变化量,地下水均衡表达式为: $Q_{总补}-Q_{总排}=\Delta W$ 。其式中: $Q_{总补}$ 为系统的总收入水量,万 $m^3\cdot a^{-1}$; $Q_{总排}$ 为系统的总排出水量,万 $m^3\cdot a^{-1}$; ΔW 为系统蓄水的变化量(万 $m^3\cdot a^{-1}$),如果 ΔW 为正,则表示该时段有一部分径流储存在系统内,若 ΔW 为负,则表示该时段消耗掉一部分系统蓄水量,使系统蓄水量减少。

对研究区地下水系统一个丰水年(2018年9月21日-2019年9月20日)各均衡要素进行统计和计算(表5)。其结果与地下水动态变化基本一致,马面狮子岩地下河系统的蓄存量为 -0.21 万 m^3 ,补给量略小

于排泄量,基本处于均衡状态;睦洞河(湖)分散排泄系统蓄存量为 -5.98 万 m^3 ,为负均衡;总体上会仙湿地核心区地下水系统的蓄存量为 -6.19 万 m^3 ,这与2019年8、9月份的长期干旱有关。从地下水补给量组成分析,降雨入渗量占85.9%,河渠渗漏量为11.2%,灌溉水入渗量为2.9%;从地下水排泄量组成分析,蒸发排泄量占36.8%,径流排泄量占57.9%,人工开采量占5.3%。由此可知,会仙湿地核心区地下水系统以大气降水入渗补给为主,以蒸发和径流排泄为主。

表 5 评价区地下水均衡统计与计算

Table 5 Statistics and calculation of groundwater balance in the assessment area (unit: $10^4 m^3\cdot a^{-1}$)

均衡项	类别	马面狮子岩地下河系统	睦洞河(湖)分散排泄系统	会仙湿地核心区地下水系统	比例/%
补给量	降雨入渗量	1 253.13	1 513.13	2 766.26	85.9
	河渠渗漏量	0	358.90	358.90	11.2
	灌溉水入渗量	41.76	51.84	93.60	2.9
排泄量	蒸发排泄量	574.29	612.58	1 186.87	36.8
	径流排泄量	640.81	1 227.29	1 868.08	57.9
	人工开采量	80.00	90.00	170.00	5.3
蓄存量	—	-0.21	-5.98	-6.19	—

4 结论与建议

4.1 结论

(1)会仙湿地核心区岩溶地下水系统可分为马

面狮子岩地下河系统和睦洞河(湖)分散排泄系统两个地下水系统。受区域地形和构造的控制,马面狮子岩地下河系统地下水向地下河汇流后向南部“分水塘”排泄;睦洞河(湖)分散排泄系统地下水则通过

裂隙流向南部湖泊湿地区分散排泄；

(2)降雨是引起会仙湿地地下水动态变化的主要因素；受下垫面含水介质、补给条件以及过水断面等的影响，不同地点水位年内变幅亦有较大差异；由于湿地岩溶地下水系统的调蓄作用，补给区地下水水位到达峰值较为迅速，而排泄区水位到达峰值相对滞后；

(3)从补给量组成分析，会仙湿地核心区岩溶地下水系统以大气降水入渗补给为主，从排泄量组成分析，其地下水以蒸发和径流排泄为主。

4.2 建议

会仙湿地岩溶地下水系统的储水调蓄能力有限，强降雨和长期干旱会使湿地水位形成丰、枯两个极端时期。在干旱月份，人们抽取湿地地下水进行灌溉，间接增大了蒸发，更加剧了湿地的缺水状况，长期干旱是湿地萎缩的重要原因。因此，要长期维护湿地的生态功能，应加强湿地调蓄能力，恢复重建流域生态环境，提高水源涵养能力，并配合有计划的布置取水工程（大口井、机井、集水廊道等）和蓄排工程（地下河的蓄堵等）。在雨季抽取一定量的地下水，形成人工疏干漏斗，并增强地下河的排水，调节和预防洪涝灾害；在枯季通过青狮潭干渠调水、天然回灌以及拦蓄地下河，预防干旱情况的发生。总之，通过生态重建以及取水工程和蓄排工程使会仙湿地水位维持在一个稳定的变化区间内，从而保持会仙湿地的生态稳定。

参考文献

- [1] 章程,汪进良,谢运球,等. 桂林会仙岩溶湿地水化学昼夜动态变化及其影响因素[J]. 地质评论, 2013, 59(6):1235-1241.
- [2] 蔡德所,马祖陆,蒋忠诚,等. 会仙岩溶湿地生态系统研究[M]. 北京:地质出版社, 2012:1-233.
- [3] 吴应科,莫源富,邹胜章. 桂林会仙岩溶湿地的生态问题及其保护对策[J]. 中国岩溶, 2006, 25(1):85-88.
- [4] Todd A K, Buttle J M, Taylor C H. Hydrologic dynamics and linkages in a wetland-dominated basin[J]. Journal of Hydrology, 2006, 319(4):15-35.
- [5] 于秀丽. 吉林省西部湿地水文功能退化分析与恢复策略[J]. 安徽农业科学, 2009, 37(34):17011-17013.
- [6] 毛旭锋,崔丽娟,王昌海. 基于网络分析的湿地水文关系研究:以美国奥克弗诺基流域为例[J]. 湿地科学, 2012, 10(3):263-270.
- [7] 邓伟,胡金明. 湿地水文学研究进展及科学前沿问题[J]. 湿地科学, 2003, 1(1):12-20.
- [8] Harmel R D, Richardson C W, King K W. Hydrologic response of a small watershed model to Generated precipitation [J]. Transactions of the ASAE, 2000, 43(6):1483-1488.
- [9] 刘徽,邓少平,孙康. 江汉平原地下水水位监测网优化设计[J]. 资源环境与工程, 2014, 28(5):692-696.
- [10] 徐华山,赵同谦,孟红旗,等. 滨河湿地地下水水位变化及其与河水响应关系研究[J]. 环境科学, 2011, 32(2):362-367.
- [11] 谢潇,朱文渤,郭海强,等. 潮汐与降雨对滨海湿地地下水水位的影响[J]. 复旦学报(自然科学版), 2013, 52(6):801-806.
- [12] 滕良慧. 全球气候变化背景下金川泥炭沼泽湿地水文动态及影响因素研究[D]. 长春:东北师范大学, 2016.
- [13] 安乐生,赵全升,许颖. 黄河三角洲浅层地下水动态特征及其成因[J]. 环境科学与技术, 2013, 36(9):51-56.
- [14] 陶虹,陶福平,刘文波. 关中城市群50年地下水动态变化及影响因素研究[J]. 水文地质工程地质, 2013, 40(6):37-42, 61.
- [15] 金速,张静,王咏林. 辽宁省地下水动态成因类型分析[J]. 城市地质, 2016, 11(2):64-68.
- [16] 王政友. 降水入渗补给地下水滞后时间分析探讨[J]. 水文, 2011, 31(2):42-45.
- [17] 陈伟海,张之淦. 峰林平原区岩溶含水层特征与调蓄功能[J]. 中国岩溶, 1999, 18(1):19-27.
- [18] 王宇. 岩溶区地表水与地下水资源及环境统一评价的流域边界划分研究[J]. 中国岩溶, 2019, 38(6):823-830.
- [19] 栗圆圆. 桂林会仙岩溶湿地水文过程初步研究[D]. 桂林:桂林理工大学, 2008:334-343.
- [20] 秦紫东. 扎龙湿地地下水资源评价[J]. 黑龙江水利科技, 2007, 4(35):85-87.
- [21] 李霄燕,华斌,王威. 东刘家金矿矿区地下水动态与均衡分析[J]. 城市地质, 2015, 10(4):53-57.
- [22] 孟伟超,孟翀,刘磊. 不同地下水埋深、气象因子及作物影响的潜水蒸发模型研究[J]. 太原理工大学学报, 2008, 39(4):422-425.
- [23] 左海凤,武淑林,邵景力,等. 山丘区河川基流 BFI 程序分割方法的运用与分析:以汾河流域河盆水文站为例[J]. 水文, 2007, 27(1):69-71.
- [24] Huyck A A O, Pauwels V R N, Verhoest N E C. A base flow separation algorithm based on the linearized Boussinesq equation for complex hillslopes [J]. Water Resources Research, 2005, 41, W08415, doi:10.1029/2004WR003789.
- [25] Smakhtin V U, Batchelor A L. Evaluating wetland flow regulating functions using discharge time-series [J]. Hydrol Process, 2005, 19(6):1293-1305.

Dynamic characteristics and equilibrium of water level of the karst groundwater system beneath the Huixian wetland

ZHAO Yi, ZOU Shengzhang, SHEN Haoyong, ZHOU Changsong, FAN Lianjie, ZHU Danni, LI Jun

(*Institute of Karst Geology, CAGS/Key Laboratory of Karst Dynamics, MNR&GZAR, Guilin, Guangxi 541004, China*)

Abstract The Huixian wetland is the largest karst wetland in China. In the past half century, due to the unreasonable development and utilization of human beings, the water area of this wetland has shrunk severely. Research on groundwater dynamics and water balance in the Huixian wetland is of great significance for maintaining ecological functions, water resources management, and protection of the wetland. This paper first divides the Huixian wetland into two groundwater systems based on the hydrogeological conditions, namely the Mamianshiziyan system and Mudong river (lake) dispersed excretion system. Then, the recharge, runoff, drainage characteristics and groundwater dynamic characteristics of the two groundwater systems are analyzed separately. Finally, the equilibrium analysis of two groundwater systems is carried out. The results show that the water level fluctuation of the Huixian wetland is obviously affected by rainfall, the water level of each monitoring point varies unevenly and the response times of the water level to rainfall are inconsistent. The storage capacity of the groundwater system in the Huixian wetland is $-61,900 \text{ m}^3$, which is related to the drought in the later period of the equilibrium period. The main recharge source of karst groundwater in the wetland is atmospheric precipitation infiltration, the main excretion manner is submarine runoff and evaporation. The Huixian wetland karst groundwater system has certain water storage and storage functions, but its storage capacity is limited. To maintain the ecological function of the wetland for a long time, the wetland storage capacity should be strengthened. It can start from reducing the evapotranspiration and exploitation of the wetland, coupling with the restoration and reconstruction of the wetland ecological environment, improving the water conservation capacity, and keeping the wetland water level within a stable change interval.

Key words Huixian wetland, karst groundwater, recharge runoff drainage characteristics, water equilibrium

(编辑 黄晨晖)